



TITLE:

レーダーネットワークを活用した 統合防災システムの構築

AUTHOR(S):

山中, 稔; 佐々, 浩司; 橋本, 学; 中川, 一; 川池, 健司;
張, 浩; 森, 牧人; 村田, 文絵; 寺尾, 徹

CITATION:

山中, 稔 ...[et al]. レーダーネットワークを活用した統合防災システムの構築. 自然災害科学総合シンポジウム講演論文集 2017, 54: 53-60

ISSUE DATE:

2017-09-14

URL:

<http://hdl.handle.net/2433/234159>

RIGHT:

レーダーネットワークを活用した統合防災システムの構築

山中 稔*・佐々浩司**・橋本 学***・中川 一***・川池健司***
・張 浩**・森 牧人**・村田文絵**・寺尾 徹*

* 香川大学

** 高知大学自然科学系

*** 京都大学防災研究所

要 旨

本研究は、災害につながるような極端気象が頻発する高知県をフィールドとして3台のMPドップラーレーダーと地上観測ネットワーク、GPS可降水量データの利用などからなる統合的な防災システムを構築することを目的とするものである。初年度は地上観測ネットワークおよび水位計などを設置し、観測を開始するとともに、レーダー降水量の評価、レーダーネットワーク表示システムの構築、GPS可降水量による降雨予測などを試みた。ここでは、これらの概要について報告する。

1. はじめに

太平洋に面する高知県は、年間降水量が2500mmを超え時間雨量50mmを超える強雨も多発する突出した豪雨地域であり、四国の瀬戸内海側に面する他県とは明瞭な気候学的な違いが見られる。2014年8月には1日から10日間で場所により2000mmを超える大雨があり、高知市内でも内水・外水氾濫が発生(佐々2015)した。さらに高知市から安芸市にかけての海岸線沿いの地域はほぼ毎年1回は竜巻被害が発生する竜巻地域(Sassa et al. 2011)でもある。

本研究は、このような風水害の危険性が高い高知県において、高知大学で稼働中のMPドップラーレーダー3台(図-1)の観測データを用いて、1～2分程度のタイムラグで大雨、洪水、突風などに関連する情報を提供するとともに、GPS可降水量データも用いた統合的な防災システムを構築し、その有効性を検証することを目的とする。本年度は高知大学のMPドップラーレーダーの降水量評価の検証や、レーダーネットワーク表示アルゴリズムの試作を行うとともに、地上気象観測ネットワークを構築し、観測を開始した。レーダーはX帯の電波を用いるため降雨減衰補正も行う必要があるが、さらに降水粒子判別も試みた。また、レーダー降水量を用いた高解像度氾濫予測システムの検証を目的とした対象地域を高知市内に設定するとともに、水位計を設置して観測を開始した。GPS可降水量による大雨予測の可能性につい

て検討した。さらに、2016年10月5日突風被害をもたらした竜巻事例をレーダー観測により詳細に捉えた。

2. GPS可降水量データを用いた高知市の大雨予測可能性

2.1 使用データ

本研究では、国土地理院より提供されている大気遅延量(F3解析値; TOTAL_U)のデータを用いてGPS可降水量を算出した(坂出, 2017)。高知市内のGPS電子基準点(高知; 局番号940083)で得られたデータを解析の対象とする。解析期間は1996年1月1日から2016年7月31日である。その他の解析に必要なデータ(気圧、気温、降水量)は気象官署(高知地方気象台)のルーチンデータを用いた。なお、

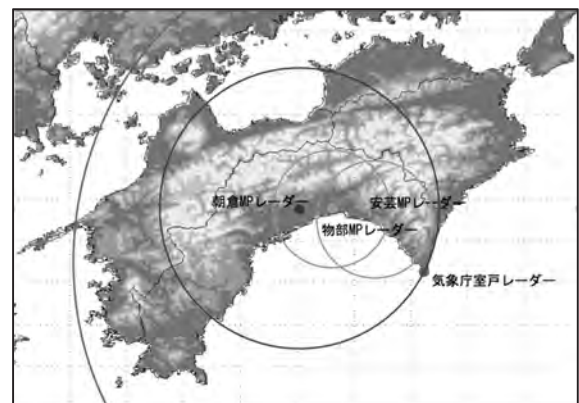


図-1 各レーダーの観測範囲

GPS可降水量を計算する際に必要となる地上気圧と地上気温は、同気象台より得られたデータを電子基準点の標高で補正して使用した（森ら，2016；坂出ら，2017）。

2.2 解析結果と考察

図-2は，1996年から2002年にかけての約7年間のGPS可降水量と降水量の変化を表す。前者は月平均値であり，後者は月積算値である。降水量は年々の変動が大きく，少雨の年（1996年）がある一方で，多雨の年（1998年・2014年）も見られる。特に，高知豪雨により高知市内が大被害に見舞われた1998年9月の降水量はそれによる影響を受けて，突出していることがわかる。他方，可降水量にも年々変化はみられるものの，降水量ほど大きなばらつきは見られず，両者の月単位の対応はそれほど明確ではない。端的な事例は高知豪雨の前月（1998年8月）であり，可降水量は年間で最大値を取ったが，降水はほとんど観測されなかった。

大雨予測の観点より，降水時ではなく降水前のGPS可降水量の動態に着目し，前日0時と当日0時の可降水量の増加量をその絶対値で除すことにより得られる無次元増加率 R_{inc} を定義し，可降水量の増減を定量化した（森ら，2007）。次に，（地上）気温に対する飽和水蒸気圧を定数0.6で除すことによって算出される仮想的な可降水量 $PWV_{sat}(T)$ （ T ：温度）を温度依存性の表現可能な閾値として定義した。同定数は水蒸気のスケールハイトに基づき算出されるが，詳細な導出は森ら（2006）およびMori *et al.* (2017)を参照されたい。さらに，当日0時におけるGPS可降水量 PWV_0 と地上気温 T_0 の気候値を期間の平均値で代替した。これらのstaticな変数を用いて可降水量と降水量の関係について解析した結果，大雨（ 50 mm d^{-1} 以上と定義）の観測される当日および前日の特徴である① R_{inc} が-0.25から1の値をとること（図-3），②当日0時のGPS可降水量 PWV_0 が当日0時の地上気温 T_0 を基に計算される仮想的な可降水量 $PWV_{sat}(T_0)$ 以上の値をとること（図-4），③当日0時のGPS可降水

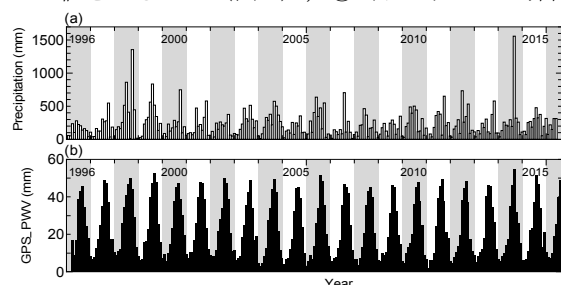


図-2 1997年から2016年にかけての月降水量（上図）と月平均GPS可降水量（下図）の変化。坂出（2017）より引用。

量 PWV_0 と地上気温 T_0 がそれぞれ期間中の0時における平均値（ 15°C ， 23 mm ）以上の値をとることが大雨発生の必要条件として抽出された。なお，①に関しては，高知豪雨（1998年9月）も含まれ日降水量が 300 mm d^{-1} を超える3事例の場合， R_{inc} がほぼ0に近く，可降水量の絶対値が比較的大きいことも手伝って，時間的な増減が小さくなる傾向も確認することができる。加えて，③に関しては，森ら（2007）の北部九州（佐賀県佐賀市）における同様な解析値（ 17°C ， 45 mm ；1996～2002年）に比べ小さい。観測期間が異なるため，高知市と佐賀市の結果を単純に比較はできないが，前者は後者に比べて多少低温で可降水量が少ない場合でも容易に大雨に至ることが推測される。

以上を踏まえ，①②③の3条件を全て満たす場合は1，ひとつでも満たさない場合は0とする大雨予測指標 I_{HP} を作成し，同指標を用いて大雨予測の可能性について評価を行った。 I_{HP} を実際のデータに適用した結果， 50 mm d^{-1} に満たない降水に対しても $I_{HP}=1$ となる場合がみられ，同指標による大雨の予測的中率は25%程度であった。しかし， 50 mm d^{-1} 以上の降水が観測された日の約60%は同指標を用いて捕捉することができ，さらに 100 mm d^{-1} 以上の降水が観測された日においては約70%をとらえることができた。なお， $I_{HP}=0$ において大雨が観測された日は解析期間中で99日となり，予測が外れて大雨となるのは1年間に5日程度であった。また， $I_{HP}=1$ にもかかわらず 50 mm d^{-1} 以上の雨が観測されなかった日の平均降水量は 19.6 mm d^{-1} であり，大雨が降らなかった場合でもある程度の降水は期待できることが示された。 I_{HP} による大雨予測については的中率に改善の余地はあるものの， $I_{HP}=1$ で降水が観測されなかったのは解析期間中20日であり，（用）水資源の確保という意味では比較的安全な予測結果を得ることができたといえる。

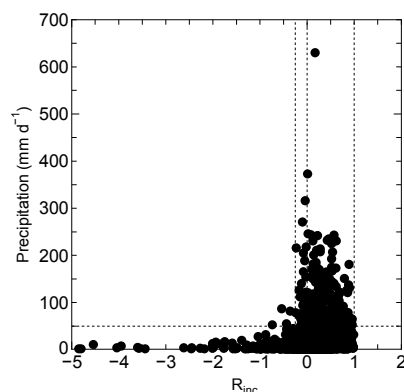


図-3 R_{inc} と日降水量の関係。坂出（2017）より引用。図中の点線（横線）は降水量が 50 mm d^{-1} を表し，一方，点線（縦線）は図中の左から順に， $R_{inc}=-0.25$ ，0，1に相当する。

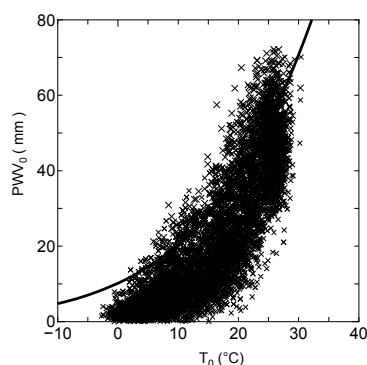


図-4 地上気温 T_0 と可降水量 PWV_0 の関係(当日0時)。坂出(2017)より引用。 T_0 と PWV_0 の定義は本文を参照のこと。

すなわち、 $I_{HP}(=1)$ の利用により比較的まとまった降水を見込めるという点では、排水施設の最適管理に代表されるような治水および利水に対するGPSを援用した同指標の活用可能性が示唆される。

2.3 大雨予測に関するまとめ

高知市における長期的なGPS可降水量のデータを解析することにより、同市上空の水蒸気の変動を概観するとともに、観測された大雨(50 mm d⁻¹以上と定義)との関係性について行った予察的解析の結果について示した。

その結果、大雨の観測される当日および前日の特徴として、①無次元の可降水量増加率 R_{inc} が-0.25から1の値をとること、②当日0時の可降水量 PWV_0 が当日0時の地上気温 T_0 を基に計算される仮想的な可降水量 $PWV_{sat}(T_0)$ 以上の値をとること、③当日0時の可降水量 PWV_0 と地上気温 T_0 がそれぞれ解析期間中の0時における平均値(15℃, 23 mm)以上の値をとることが大雨発生の必要条件として抽出された。上記の3条件を用いてインデックスを作成し、その活用の可能性について検討された。同インデックスはstaticな変量を用い計算は容易であるが、大雨予測の観点からは結果は十分とは言えず、さらなる改善の必要がある。

3. 雨滴粒度分布の観測

レーダーは雨量を面的に把握することができる有用な測器である一方で、レーダーは直接雨量を測っているわけではなく、雨滴から散乱してレーダーに帰ってくる電波強度(反射強度)を観測している。反射強度と雨量の間の関係は一意には決まらず、その関係は雨滴の粒度分布に依存する。レーダーと比較観測を行うために、朝倉レーダーと物部レーダーのほ

ぼ中間に位置する高知市五台山の牧野植物園にOTT社製のParsivel雨滴粒度分布計を設置し、連続観測を実施している。本節では、五台山に加えて気象庁アメダス地点の中で、高知県内2番目の多雨地点である繁藤に同種の装置を設置して同時観測を行った2014年7月5日～11月11日の解析結果を報告する。なお、五台山は新型のParsivel²であるのに対し、繁藤に設置したものは旧型のParsivelであった。観測は1分の時間分解能で実施した。

3.1 解析手法

本研究では、30分以上続いた降水イベントを対象とし、異常値、降水強度0.1mm/h未満のデータ、及びParsivelで霧雨と判定されたデータを除いた。雨滴粒度分布の形が異なる層状性降水と対流性降水をBrangi et al. (2003)に基づいて前後5分間の平均降水強度と標準偏差を計算し、以下の基準で区別した。層状性降水は平均降水強度0.5(mm/h)以上、かつ標準偏差1.5(mm/h)以下のものとした。一方対流性降水は平均降水強度0.5(mm/h)以上かつ標準偏差1.5(mm/h)を超えるものとした。どちらにも属さないものは調査から除外した。期間中五台山では層状性降水が全体の降水の48.8%、対流性降水が24.4%となった。一方繁藤では層状性降水が27.1%、対流性降水40.5%となった。

3.2 Z-R 関係

雨滴粒度分布から計算されたレーダー反射強度 Z と降水強度 R の散布図を図-5に示す。中程度の降水強度でばらつきが大きな紡錘形の分布をしているが、気象庁レーダーで用いられている係数に比べて、2地点共、また層状性、対流性共に降水強度の大きな雨量を過小評価する傾向があることがわかる。例え

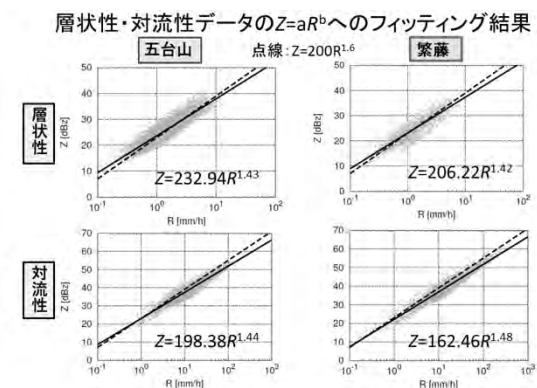


図-5 Z-R 関係。左が五台山、右が繁藤の結果。上が層状性降水、下が対流性降水である。実線が回帰直線(各図中に回帰式を記載)を表す。点線は気象庁レーダーで用いられている $Z=200R^{1.6}$ の線を表す。

ば、繁藤の対流性降水に対して $Z=50(\text{dBZ})$ のとき、 $80(\text{mm/h})$ の雨を $50(\text{mm/h})$ に過小評価する。

3.3 粒度分布の特徴

Bringi et al. (2003)は世界の様々な気候の下での雨滴粒度分布を調査した。その結果と高知で観測した結果を比較する。図-6に横軸を中心粒径 D_m 、縦軸を雨滴粒度分布形としてよく使われる修正ガンマ関数の切片 N_w とした散布図を示す。雨滴粒度分布 $N(D)$ 、粒径 D 、単位体積中の含水量 $W[\text{g/m}^3]$ 、液体の水の密度 ρ_w を用いて、 D_m は式(1)、そして N_w は式(2)であらわされる(深尾と浜津, 2005)。

$$D_m = \frac{\int_0^\infty D^4 N(D) dD}{\int_0^\infty D^3 N(D) dD} \quad (1)$$

$$N_w = \frac{4^4}{\pi \rho_w} \left(\frac{W}{D_m^4} \right) \quad (2)$$

一般に海洋性の気候下では対流性の雨滴粒度分布の粒径は小さく雨滴濃度が高い。一方大陸性は相対的に粒径が大きく雨滴濃度が低い。結果は、層状性降水の平均値は、2地点共ほぼ他地域と同じ線上に分布した。一方対流性降水の平均値は、五台山は海洋性に近い位置、繁藤は大陸性と海洋性の中間に位置した。繁藤の方が、中心粒径が大きい雨滴が五台山に比べて多く観測された。五台山と繁藤の雨滴粒度分

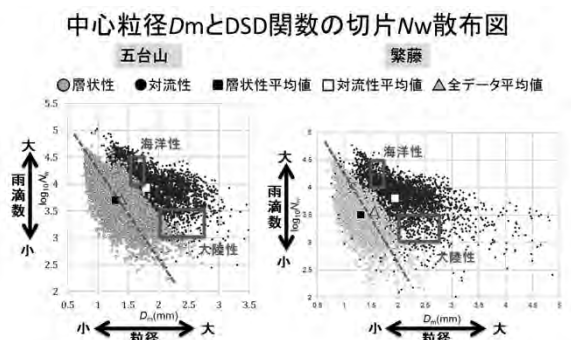


図-6 横軸を雨滴粒度分布の代表的な粒径 D_m 、縦軸を代表的な雨滴数 $\log_{10} N_w$ とした散布図。白抜きと黒の四角印は、それぞれ層状性降水と対流性降水の平均値の位置を示す。赤の点線はBringi et al. (2003)によって報告された層状性降水の雨滴粒度分布の平均値が分布する直線を示す。また赤枠はBringi et al. (2003)によって報告された海洋性と大陸性に分類した対流性の雨滴粒度分布の平均値が存在する領域である。△印は層状性、対流性を含めた平均値の位置を示す。

布の違いには、より急峻な山岳域の中に位置する繁藤の雨滴粒度分布が地形の影響を大きく受けていることが考えられる。しかし地形性降水の雨滴粒度分布の特徴はまだ充分わかっておらず、今後の課題である。

4. 地上観測ネットワーク

レーダーによる降水量観測の検証のみならず、大雨や突風をもたらす降水システム発生のきっかけとなる気流収束環境を把握するため、地上観測ネットワークを図-7のように配置した。ただし、観測点は総務省SCOPEの委託によるもの等を含んでいる。後述する2016年10月5日の高知市竜巻の事例においては、親雲の通過に伴う 2.1hPa の気圧低下や風向変化が捉えられた。なお、雨量計4基も中山間地に設置の予定である。



図-7 地上観測ネットワークによる風向観測例。これらのうち、本共同研究費によるものは高知市内の4箇所と南国市の高知大学医学部に設置された5基である。

5. レーダーの降雨減衰補正と降水粒子判別

5.1 朝倉MPレーダーの降雨減衰補正と降水粒子判別

降水粒子判別アルゴリズムはKouketsu et al.(2015)が名古屋大学のXバンドMPレーダー用に開発したものを高知大学朝倉MPレーダーに流用し、その適用可能性を検証した。このアルゴリズムは、偏波パラメータの一つである K_{dp} を利用して反射強度 Z_h と偏波間相関係数 ρ_{hv} の減衰補正を行った後、各偏波パラメータに加えて観測エリアの気温鉛直分布によるメンバーシップ関数をもっとも対応する降水粒子をファジーロジックによって決定するものである。気温鉛直分布には気象庁メソスケールモデルMSMの初期値を利用し、目視観測と3節で述べた牧野植物園に設置されているディストロメータを利用して、降水粒子判別結果の検証を行った。

5.2 解析結果

図-8に減衰補正結果の一例を示す。減衰補正のない左図の場合はレーダー直近のエコーによる降雨減衰のため、北側の降水システムの反射強度がかなり減衰しているが、補正を行った右図の場合は適切に反射強度が評価されている。今後、これらの補正を物部、安芸の両MPレーダーについても実施する予定である。

図-9は高知県において降雪が観測された日の朝倉レーダーによる方位角300度のRHI観測結果を示す。降雪のため、反射強度は比較的小さい値が高度5kmほどまで認められるが、ここでは主として乾雪(DS)と湿雪(WS)に加えて湿ったあられ(WG)などが観測された。これは目視観測と対応しているが、ディストロメータによっても雪の判別がなされており、朝倉MPレーダーにより降水粒子判別が適切になれていることが確認された。現段階では気温分布にMSM初期値を用いているため、事後解析のみ可能であるが、今後予測値を用いることにより、準リアルタイムの判別も可能とし、積乱雲内の発雷ナウキャストにも利用することを検討している。

6. レーダーネットワーク表示

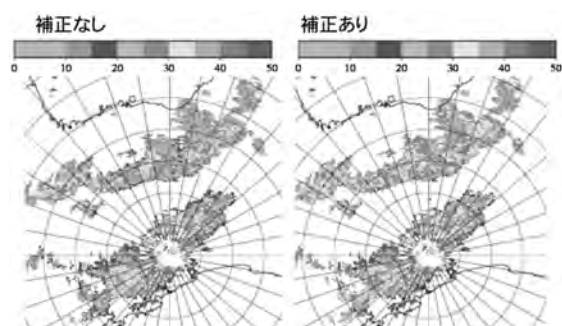


図-8 朝倉レーダ反射強度の降雨減衰補正効果の比較 2016年6月25日0:40の仰角5度の観測例

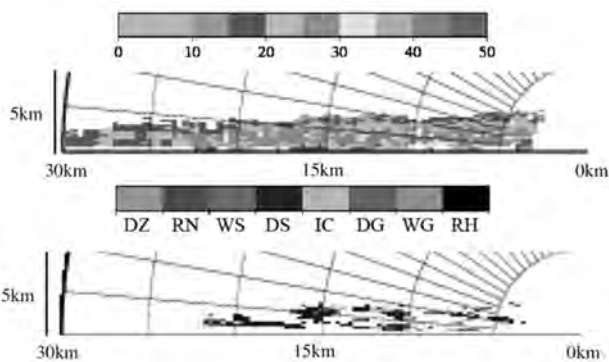


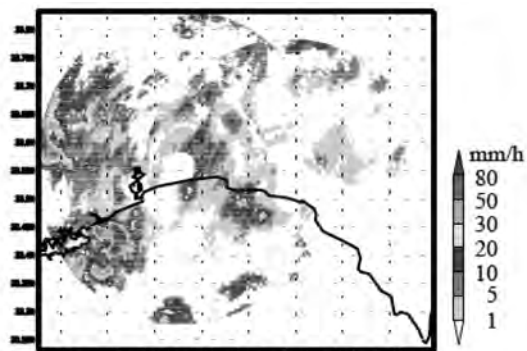
図-9 2017年2月10日18:26の方位角300度の反射強度(上)と降水粒子判別結果(下)

6.1 レーダー運転モードとデータ合成

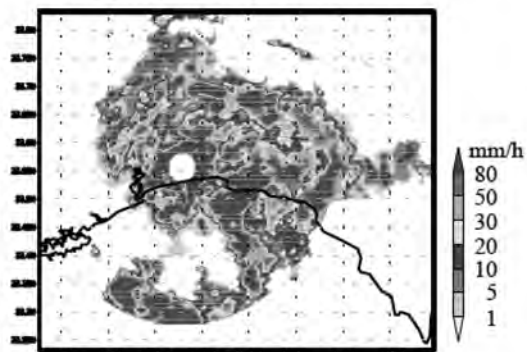
朝倉MPレーダーはビーム幅2度、視線方向分解能150mで図-1に示すように観測範囲80kmを2度から30度まで10仰角PPIスキャンを2.5分毎に行なっており、物部MPレーダーと安芸MPレーダーはビーム幅2.7度、視線方向分解能50mで観測範囲30kmを3度から12度まで5仰角PPIスキャンを1分毎に行なっている。現状では地形エコー除去としてMTI処理は行っているもの、地形エコーは晴天時には明瞭に認められている。ここではネットワーク表示の可能性を検証するために、まず運転モードが同じ物部MPレーダーと安芸MPレーダーによる高度1kmの反射強度データを作成し、それらよりエコーの合成を試みた。合成にあたって気象庁室戸レーダーによる降水強度との比較によって2台のレーダーの反射強度特性を補正した。解析した時点では安芸MPレーダーの出力が3dB低くなっていたことが判明したが、実質上は安芸MPレーダーのゲインを3dBあげるだけでほぼ特性が揃えられることがわかった。現在は安芸MPレーダーの出力を補正しているため、そのまま合成が可能である。それぞれのレーダーの観測域が重複している部分では単純に平均するのではなく、降雨減衰により反射強度が低下している方を不採用とする表示を行った。

6.2 合成結果

比較的雨強度の弱い層状性降水時と強い降水を



(a) 層状性降水 (2016. 9. 19 15:00JST)



(b) 対流性降水 (2016. 6. 27 15:10JST)

図-10 レーダーネットワーク表示例

伴う対流性降水時の合成例を図-10に示す。安芸MPレーダーサイトの東西には山が近接しているため、1kmCAPPIの表示範囲が狭くなっているが、いずれのケースにおいても2台のレーダーによる反射強度が滑らかに接続されて表示できていることが確認された。現在はCAPPIデータ作成に3分ほど時間を要しており、1分毎の観測を行っている両レーダーからの表示を準リアルタイム表示とすることができていない。今後、処理アルゴリズムの高速化をはかることによってリアルタイム表示に近づけていく予定である。

7. 竜巻をもたらした親雲の観測

日本海を台風18号が東進していた2016年10月5日の14時頃に高知市から南国市にかけて竜巻によるJEF2の突風被害が発生した(高知地方気象台 2016)。本節ではこの竜巻をもたらした親雲の構造について詳細なレーダー解析を行った結果を報告する。

7.1 レーダー解析

方位角方向のドップラー速度の極大極小のペアが現れる場所を検出する渦検出アルゴリズムの作成を試み、気象研究所開発の渦検出アルゴリズム(鈴木ら 2010)よりはやや誤検出が多いものの高速で渦検出が可能であることを確認した。これを用いて気象庁室戸レーダーデータを解析したところ、当日の13:55JSTよりメソサイクロンが検出された。その目視解析により渦は13:35JSTに高知県四十万町付近から現れて北東進したことが明らかとなった。この渦を朝倉、物部両MPレーダーによっても解析を行った。

7.2 解析結果

図-12に高知市内を竜巻が通過中と思われる14:21JSTの物部MPレーダーによる反射強度とドップラー速度を示す。フックエコーの南端にはリアフ

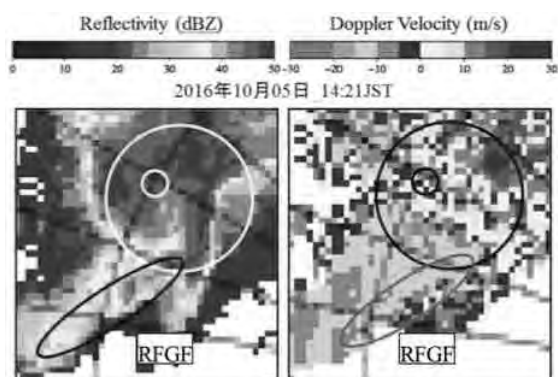


図-12 物部レーダ(仰角 3 度)により捉えた竜巻親雲の反射強度(左)とドップラー速度(右)

ランクダウンドラフトに伴うガストフロントが明瞭に認められ、メソサイクロンの中には竜巻そのものの渦も認められた。これらの様子から水平断面についてみると親雲は典型的なスーパーセルの形状をなしていた。しかしながら40dB以上の強エコー域の高度は最大でも7km未満であり、ミニスーパーセルであったことがわかった。各レーダーにより最下層のメソサイクロンの位置を基準として上空のメソサイクロンの移動方向位置をプロットしたものが図-13である。14:10JSTまではほぼ鉛直方向に位置していたメソサイクロンが竜巻が発生したと思われる14:20JST以降は上層ほど移動方向に傾斜している様子がわかる。これはメソサイクロン内の上昇気流に比べて水平方向の鉛直シアアの方がはるかに強く、メソサイクロンが傾斜していった可能性を示している。この結果、渦としてはミニスーパーセルを維持するほど強くないメソサイクロンが鉛直シアアにより引き伸ばされ、これが強い竜巻をもたらす一因となったものと思われる。

8. 内水排水ポンプ操作に伴う放流先河川の水利特性

ここでは、内水氾濫評価の前段階として、2014年8月初旬の大雨に伴い内水氾濫の発生した地域を対象とした現地調査により、内水排水ポンプの操作が都市下水道の放流先である外水河川の水利特性に与える影響を調べた。

8.1 対象区域

高知市初月排水区及びそこを流れる二級河川国分川の支川である久万川と紅水川を研究対象(図-14)とする。久万川は国分川2.2km付近で合流する右支川で、流域面積は31.6km²、幹線流路延長は9.1kmである。一方、紅水川は久万川4.0km付近で合流する久万川の左支川で、流域面積は3.3km²、幹線流路延長は3.0kmである。また勾配が非常に緩いため、泥が堆積し、かつ潮の干満の影響を受けやすい。この地区は数年に1度、外水や内水氾濫が起り、水害対策が必要と

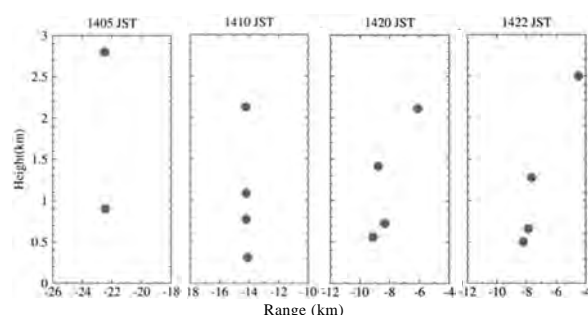


図-13 メソサイクロンの移動方向位置の相対分布



図-14 研究対象地

されている。2014年の台風12号でも久万川上流部・紅水川中流部が氾濫した。

8.2 現地調査概要

本研究では圧力式水位計とRTK-GNSSを用いて河川水位連続観測システムを構築し、対象区域の降雨資料は気象庁データベース、内水排水ポンプの操作実績データは高知市上下水道局より収集した。水位計はIn-Situ社製Rugged TROLL 100 Data Loggerであり、水位測定の基本点測量は株式会社HemisphereのA325 GNSS Smart Antennaを使用した。

水位観測においては、紅水川上流2カ所（上流1と上流2）と対象区域内排水規模の最も大きい初月ポンプ場排水口の上下流2カ所に、水位計を設置した。水位データは2017年4月10日から7月2日にかけて5分おきに記録した。本研究では、特に下水道からの排水を受ける紅水川の局所水位変化を中心に、排水が都市放流先河川の水利特性に与える影響を考察する。

8.3 結果と考察

まず、本調査期間中最も降雨量の多かった6月20日から6月21日にかけての観測結果を用いて、降雨量と紅水川代表地点での水位変化の関係を図-15に示す。降雨ピークの約30分後に最高水位に達したことが確認できた。

次に、4月17日から18日にかけて、そして、6月20日から21日にかけての二つの大きな出水イベントについて、内水ポンプ排水量と河川の水位変化の関係を図-16と図-17に示す。干潮時においてポンプ場上流水位と下流水位差は最大になり、常時下流の方が水位が高いことが確認できた。また、ポンプからの排水が始まるとポンプ場上下流水位差は小さくなる。原因として、紅水川の河床が逆勾配、また合流点以下本川の背水影響が大きい為下流へ水が流れにくくなりポンプ場より上流側の水位が上昇したと考えられる。

今回の観測結果を踏まえて、平常時においては、紅水川の下流河床が逆勾配および合流部より下流側

の本川のバックウォーターの影響を受け、ポンプ場下流側河川の水位は上流側よりも高い。また、水位は潮汐の影響を強く受けることが確認できた。洪水時には、降雨ピークと紅水川の最高水位の間に、ズレが生じていることが確認できた。ポンプ場から排水を行うとポンプ場より河川上流側の水位上昇量は下流側よりも多く、ポンプ場上流側の河川水位と下流側の河川水位の差が小さくなることが確認できた。

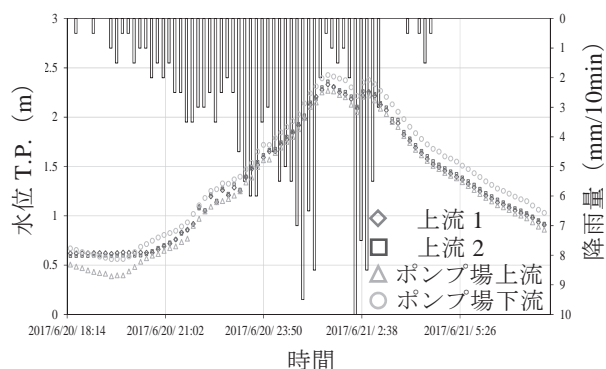


図-15 降雨と外水河川水位の関係（H29年6月出水）

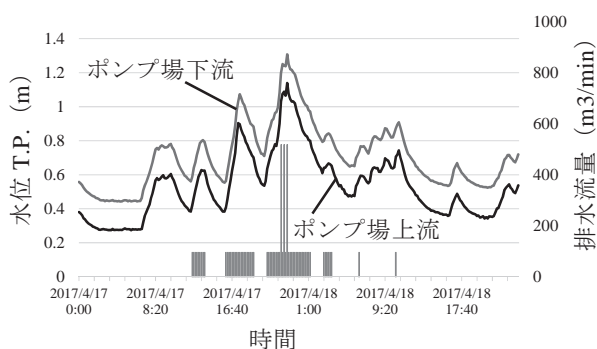


図-16 ポンプ排水流量と外水河川水位の関係（H29年4月出水）

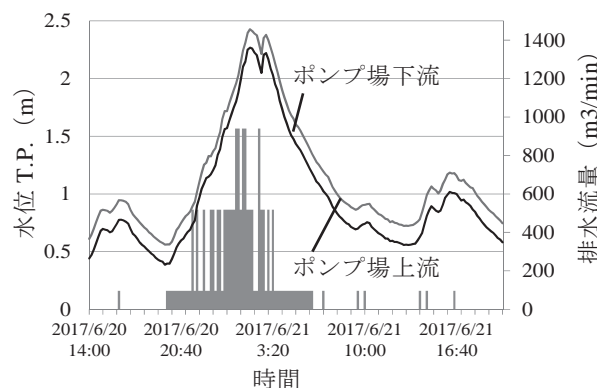


図-17 ポンプ排水流量と外水河川水位の関係（H29年6月出水）

9. まとめ

初年度は主として観測機器の設置と、分担者の個別研究を中心として進めてきた。今後、これらの成果を統合して、総合的な防災情報システムの構築をめざす。

謝 辞

本研究は、京都大学防災研究所地域防災実践型共同研究（特定）28R-01により進められた。また、一部は、総務省SCOPE(受付番号165009001)、JSPS科研費(15H02994)および高知大学防災推進センタープロジェクトの支援を受けて進められた。また、一部のデータは高知地方気象台から提供を受けるとともに、高知県土木部河川課、高知土木事務所、及び高知市上下水道局の多くの方々にご協力を頂いた。ここに謝意を表す。

参考文献

高知地方気象台（2017）：平成28年10月5日に高知県高知市及び南国市で発生した突風について．気象庁起動調査班による現地調査報告．
坂出知也（2017）：GPS可降水量を用いた高知市の大雨解析．高知大学大学院総合人間自然科学研究科修士論文．
坂出知也・森 牧人・能島知宏・佐々浩司（2017）：長期GPS可降水量データを用いた高知市の大雨解析．日本農業気象学会2017年全国大会講演要旨，pp. 80.
佐々浩司（2015）：「平成26年8月豪雨に関する研究会」報告，台風第11号及び第12号による高知県の大雨，天気，62-4，pp.320-321.
鈴木修，山内洋，中里真久（2006）：メソサイクロン及び局所収束・発散域の検出アルゴリズムの開発－シビア現象の危険度診断のために－，日本気象学会2006年度秋季大会講演予稿集，90，pp. 286.
深尾昌一郎，浜津亨助（2005）：気象と大気のレーザーリモートセンシング，京都大学学術出版会

森 牧人・三森崇道・平松和昭・四ヶ所四男美（2006）：GPS可降水量を用いた地上水蒸気圧の推定，農業土木学会論文集，242，pp. 241-247.
森 牧人・田中宏延・平松和昭・原田昌佳（2007）：GPS可降水量を用いた大雨予測指標の検討，農業農村工学会論文集，250，pp. 363-371.
森 牧人・坂出知也・能島知宏（2016）：高知市上空の水蒸気変動と大雨の関係～GPS可降水量を用いた予察的解析～．日本気象学会関西支部2016年度第2回例会講演要旨集，第140号，pp. 12-13.
Bringi, V. N., 2003: Raindrop Size Distribution in different climatic regimes from disdrometer and dual-polarized radar analysis. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 354-365.
Kouketsu, T. et al. (2015): A Hydrometeor Classification Method for X-Band Polarimetric Radar: Construction and Validation Focusing on Solid Hydrometeors under Moist Environments, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 32-11, pp.2052-2074.
Li, G., Kimura, F., Sato, T. and Huang, D. (2008): A composite analysis of diurnal cycle of GPS precipitable water vapor in central Japan during calm summer days, *Theor. Appl. Climatol.*, 92, pp. 15-29.
Mori, M., Nojima, T., and Sai, K. (2017): Quasi-linear relationship between GPS-derived precipitable water vapor and surface vapor pressure observed on dry days in spring and autumn. A case study at Saga Plain in northern Kyushu Island, Japan. *Paddy and Water Environment*, 15, pp. 425-432.
Sassa, K., Hamada, I., Hamaguchi, Y., Hayashi, T., (2011): Characteristics of mesocyclones observed on Tosa Bay in Japan, *The 6th European Conference on Severe Storms*, Palma de Mallorca, Spain, 2pages.
Sharifi, M.A., Khaniani, A.S. and Joghataei, M. (2015): Comparison of GPS precipitable water vapor and meteorological parameters during rainfalls in Tehran. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 127, pp. 701-710.